Revista Internacional de
Ingeniería
de Estructuras

Vol. **23**,**2**, 157 - 188 (2018)

NATURAL FREQUENCIES OF SOIL IN THE URBAN CORE OF MENDOZA CITY (ARGENTINA).

E. Giolo(1), C. Frau(2), F. Calderón(3), S. Pagano(4), M. Tornello(5)

(1) Centro Regional de Desarrollos Tecnológicos para la Construcción, Sismología e Ingeniería Sísmica – Universidad Tecnológica Nacional – Facultad Regional Mendoza - Argentina.
emilce.giolo@frm.utn.edu.ar
(2) Centro Regional de Desarrollos Tecnológicos para la Construcción, Sismología e Ingeniería Sísmica – Universidad Tecnológica Nacional – Facultad Regional Mendoza - Argentina. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). cdfrau@frm.utn.edu.ar
(3) Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, ARGENTINA.
francisco.calderon@frm.edu.ar
(4) Centro Regional de Desarrollos Tecnológicos para la Construcción, Sismología e Ingeniería Sísmica – Universidad Tecnológica Nacional – Facultad Regional Mendoza - Argentina. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).
(5) Centro Regional de Desarrollos Tecnológicos para la Construcción, Sismología e Ingeniería Sísmica – Universidad Tecnológica Nacional – Facultad Regional Mendoza - Argentina. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). mtornell@frm.utn.edu.ar

Received: November 2017 . Accepted: March 2018

ABSTRACT

In the present paper, an area of high population density is selected in the city of Mendoza, Argentina, to perform a seismic microzoning based on natural soil frequencies obtained by the H/V spectral ratio procedure of ambient vibration records. In this way the areas exposed to the phenomenon of seismic amplification and site effects are identified when a medium or high magnitude earthquake occurs. This microzoning will provide useful information for the organization of land use and urban planning. The conclusions show correlation with Modified Mercalli Intensities of the last important earthquake occurred in 1985. The results are presented on a map of the city of Mendoza. Finally, the possibility of the existence of a blind fault that crosses the area under study of Greater Mendoza is analyzed.

Key Words: Site effect, Microzonation, Soil frecuency, Blind geological fault.

FRECUENCIAS NATURALES DE SUELOS EN EL NÚCLEO URBANO DE LA CIUDAD DE MENDOZA (ARGENTINA).

RESUMEN

En el presente trabajo se escoge un área de gran densidad poblacional en la Ciudad de Mendoza, Argentina para realizar una microzonificación sísmica en base a frecuencias naturales de suelo que se obtienen mediante el procedimiento

del cociente espectral H/V de registros de vibraciones ambientales. De esta manera se pretende identificar las áreas expuestas al fenómeno de amplificación sísmica y efectos de sitio frente a terremotos de mediana o elevada magnitud. Esta microzonificación permitirá contar con información de utilidad para la organización del uso del suelo y planificación urbana. Las conclusiones muestran correlación con las Intensidades Mercalli Modificada del último sismo importante ocurrido en 1985. Los resultados son presentados en un mapa de la ciudad de Mendoza. Finalmente se analiza la posibilidad de la existencia de una falla ciega que atravesaría el área bajo estudio del Gran Mendoza.

Palabras Claves: Efecto de Sitio, Microzonificación, Frecuencia del suelo, Fallas geológicas ciegas.

1. INTRODUCCIÓN

El ordenamiento territorial de una región debe contemplar distintos aspectos que hacen a las características del entorno y al hábitat humano inserto en ella. Entre los aspectos a considerar se encuentran los riesgos naturales. Si la región geográfica en cuestión es una zona tectónicamente activa, deben contemplarse los múltiples aspectos relacionados con la ocurrencia de terremotos. La identificación de áreas con diferentes potenciales de amenaza sísmica es necesaria para el ordenamiento territorial de aquellas ciudades cercanas a fuentes sísmicas en orden a reducir el riesgo y la vulnerabilidad de los edificios y de las obras de infraestructura. Algunos de los peligros potenciales asociados a la actividad sísmica son la licuación de suelos, deslizamiento de tierras, caída de rocas, efectos de sitio debido a terremotos, variaciones topográficas, tsunamis entre otros.

En términos generales, es posible definir el riesgo sísmico como la convolución entre la peligrosidad y la vulnerabilidad (Elnashai y Di Sarno 2008). Relacionado directamente con la peligrosidad sísmica local está la respuesta del suelo ante la ocurrencia de terremotos. Es bien conocido que las condiciones y efectos locales de un sitio son un factor de importancia en la respuesta de suelos blandos ante terremotos y que este aspecto necesita ser considerado adecuadamente (Bendimerad 2003). Desde hace ya varias décadas que la inclusión de efectos de sitio en los códigos de diseño sísmico ha recibido gran atención por parte de la comunidad ingenieril (Chavez-García y Faccioli 2004, Adams y Atkinson 2003).

La respuesta de sitio puede ser evaluada por métodos teóricos o empíricos. Los métodos teóricos permiten un análisis más detallado de los diferentes estratos de suelo (Modaressi et al. 1998, Ojeda y Escallon 2000), en tanto que los métodos empíricos se basan en el registro de vibraciones producidas por terremotos u otras causas en sitios de diferentes condiciones geológicas (Lermo y Chavez-García 1994). Entre los métodos experimentales para considerar efectos locales, han tenido gran aceptación en las últimas décadas los basados en microtremores o vibraciones ambientales. Mediante el análisis de las mediciones de vibraciones ambientales se puede determinar el período fundamental de oscilación cuando existe un contraste de impedancia importante entre los estratos que conforman el depósito sedimentario (Lermo y Chavez-García 1994).

Para su análisis se han desarrollado una variedad de métodos para determinar las propiedades dinámicas del suelo (período fundamental, amplificación local, velocidad de las ondas de corte). Entre las diferentes técnicas que utilizan microtremores, el método de las relaciones espectrales H/V conocido como método de Nakamura (Nakamura 1989, Nakamura 2000) ha alcanzado una gran aceptación por lo que ha sido aplicado en un gran número de regiones diferentes en todo el mundo. Entre otras razones, su amplia difusión se debe a que sólo requiere analizar los datos registrados por una estación de tres componentes emplazada en la superficie del sitio a auscultar.

La sismicidad de Argentina es consecuencia de la convergencia de las placas Sudamericana y de Nazca; dentro de este marco, el piedemonte andino de la Provincia de Mendoza reúne una buena parte de la deformación tectónica reciente asociada al crecimiento de la Cordillera de los Andes que se manifiesta por la concentración de la sismicidad (Bastías et al. 1993, Modaressi et al. 1998). Los epicentros de los sismos registrados indican que la mayor parte de la actividad sísmica se concentra en la región centro-oeste de nuestro país caracterizando a la región como de “elevada actividad sísmica”. Esta elevada sismicidad puede conjugarse con características particulares del subsuelo provocando efectos de sitio, esto es amplificación de las ondas sísmicas debido a la baja rigidez del sustrato que media entre la superficie del suelo y el basamento. La exposición a este tipo de peligros es particularmente relevante para centros urbanos e infraestructuras críticas, por las potenciales pérdidas de vidas humanas y bienes que pueden resultar de ello.

En el presente trabajo se escoge un área de gran densidad poblacional en la Ciudad de Mendoza, Argentina para realizar una microzonificación sísmica en base a frecuencias naturales de suelo que se obtienen mediante el procedimiento del cociente espectral H/V. De esta manera se identifican las áreas expuestas al fenómeno de amplificación sísmica cuando sobrevenga un terremoto de mediana o elevada magnitud. Esta microzonificación permitirá contar con información de utilidad para la organización del uso del suelo y la planificación urbana.

2. MARCO TEÓRICO. ÁREA DE ESTUDIO

En particular, el área urbana conocida como Gran Mendoza se encuentra enclavada en la zona de máxima peligrosidad sísmica del territorio de la República Argentina (INPRES-CIRSOC 103 Parte 1 2013), donde habitan actualmente más de 1.000.000 de personas y se desarrolla la actividad socioeconómica más importante de todo el oeste de la República Argentina. Se caracteriza por una alta densificación edilicia y poblacional, especialmente en el conglomerado urbano del Gran Mendoza.

Para el presente proyecto se delimita un área a estudiar de aproximadamente 100 km2 que involucra parte de los departamentos de Las Heras, Godoy Cruz y Capital de la Provincia de Mendoza. Los límites quedan definidos por un trapecio cuyos lados son: al Oeste una línea imaginaria de 15 km de longitud paralela a calle Boulogne Sur Mer; al Sur un lado de 5 km de longitud siguiendo el eje de calle Tiburcio Benegas del Departamento de Godoy Cruz; al Este una línea de un poco más de 15 km según eje de Ruta Nacional Nº 40 Sur –

Calle Mitre – Ruta Nacional Nº 40 Norte y por último al Norte según eje de calle Independencia del Departamento de Las Heras. La zona fue definida de forma tal que abarcara los principales núcleos urbanos. Se encuentra aproximadamente entre los paralelos 32º 50’ 30” y 32º 56’ 33” de latitud sur y los meridianos 68º 52’ 1” y 68º 48’ 00” de longitud oeste. La altura del nivel de terreno se encuentra entre 770 msnm y 800 msnm (Figura 1).

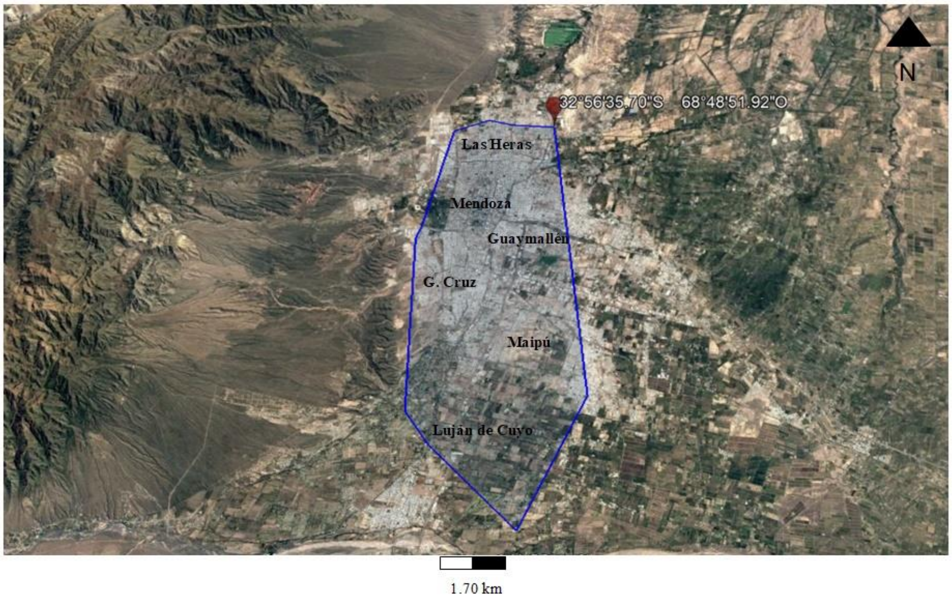


Figura 1 Área urbana del Gran Mendoza estudiada en este trabajo.

2.1. Marco geológico

La ciudad de Mendoza se encuentra ubicada entre los 32° 53´58´´ de latitud S y 68° 51´08´´ de longitud O, a 770 m.s.n.m. en el frente orogénico activo de los Andes y sobre el límite sur del actual segmento de subducción subhorizontal entre los 28° y 33° sur (Figura 2). Mendoza se localiza inmediatamente al este del dominio morfoestructural Cerrilladas Pedemontanas (Regairaz y Zambrano 1991) considerado como una extensión de la Precordillera Austral (Cortés et al. 2006), entre la planicie aluvial al frente de la Precordillera y la llanura oriental mendocina. En el sector montañoso de la Precordillera (al oeste) las unidades geológicas más antiguas (paleozoicas) están representadas por calizas cámbricas, pelitas ordovícicas y metasedimentitas siluro-devónicas de la formación Villavicencio; estas últimas localmente intruídas de manera discordante por plutones devónicos tempranos (Folguera et al. 2004). Sobre las unidades siluro-devónicas se disponen, en discordancia angular, sedimentitas marinas carboníferas a pérmicas (Polanski 1958); por encima, y con una marcada discordancia angular, las volcanitas pero-triásicas del Grupo Choyoi.

Hacia el este, en el ámbito del piedemonte mendocino, las unidades geológicas aflorantes corresponden a las sedimentitas triásicas de la cuenca extensional Cuyana (Grupo Uspallata) que constituyen las rocas más antiguas del sector. Suprayacen depósitos jurásico-cretácicos de las formaciones Papagayos y Barrancas, paleógenos de la formación Divisadero Largo, sinorogénicosmio-

pliocenos de las formaciones Mariño, La Pilona y pliocenos superiores a pleistocenos tempranos de la Formación Mogotes (Irigoyen et al. 1999, Irigoyen et al. 2000, Chiaramonte et al. 2000). Cubren a estas unidades en forma discordante y casi continua, niveles aluviales aterrazados asignados a las formaciones Mesones y La Invernada del Pleistoceno Inferior a Medio (Polanski 1963), constituidas por gravas polimícticas poco consolidadas. Estos niveles se encuentran fuertemente disectados y se interdigitan con los depósitos cuaternarios de conos aluviales del río Mendoza hacia el oriente, sobre los que apoyan los depósitos coluviales y aluvionales recientes del pie de la sierra, que forman una gran planicie aluvial inclinada hacia el este (Sepúlveda y López 1998).

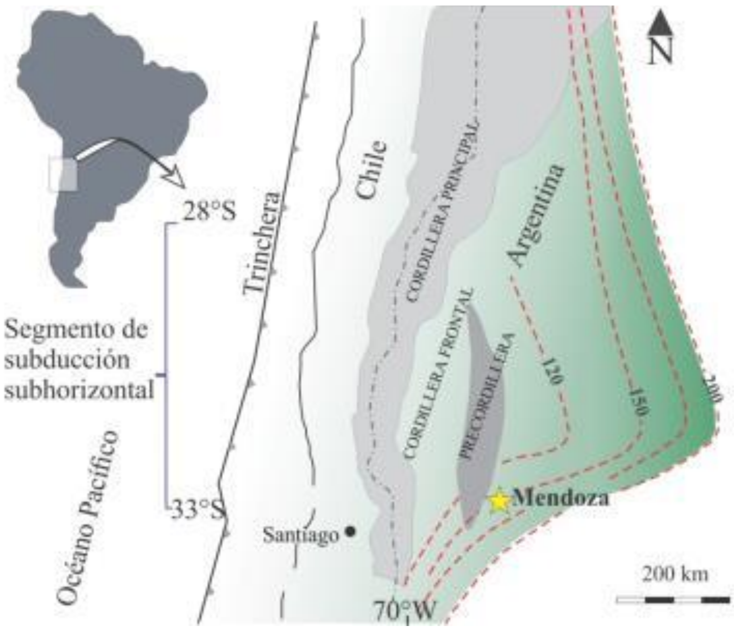


Figura 2 Mapa de ubicación y localización de la ciudad de Mendoza en el segmento de subducción subhorizontal. Las curvas de profundidad muestran la zona Wadati-Benioff de Cahill y Isacks (1992). Figura modificada desde Kay y Mpodosis (2002).

La ciudad de Mendoza, propiamente dicha, se encuentra asentada sobre los depósitos cuaternarios de conos aluviales del río Mendoza y en parte hacia el oeste sobre los depósitos modernos de la planicie aluvial (Figura 3). Estos depósitos cuaternarios presentan un espesor de 600 a 800 metros acuñándose marcadamente hacia el oeste (Nafá y Zamarbide 1989). Sobre la base de tres perfiles estructurales balanceados realizados por Moreiras et al. (2014), la misma disposición estratigráfica mencionada previamente, se repetiría en el subsuelo de la ciudad capital (Figura 4), (Moreiras et al. 2014). La geología simplificada del área circunvecina a la ciudad de Mendoza, es gráficamente mostrada en el mapa de la Figura 4.

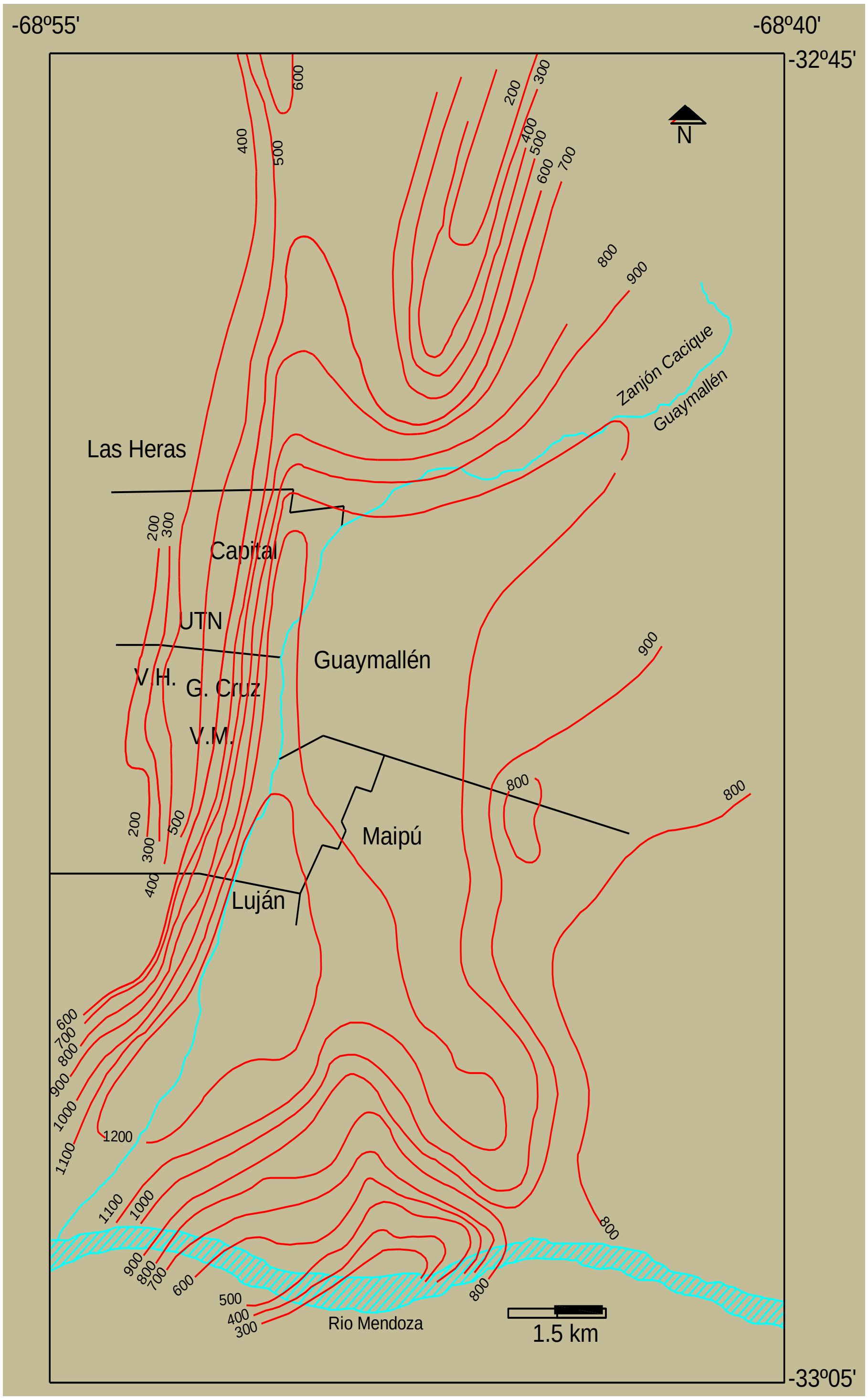


Figura 3. Espesores de depósitos cuaternarios estimados (Microzonificación Sísmica de Mendoza 1989).

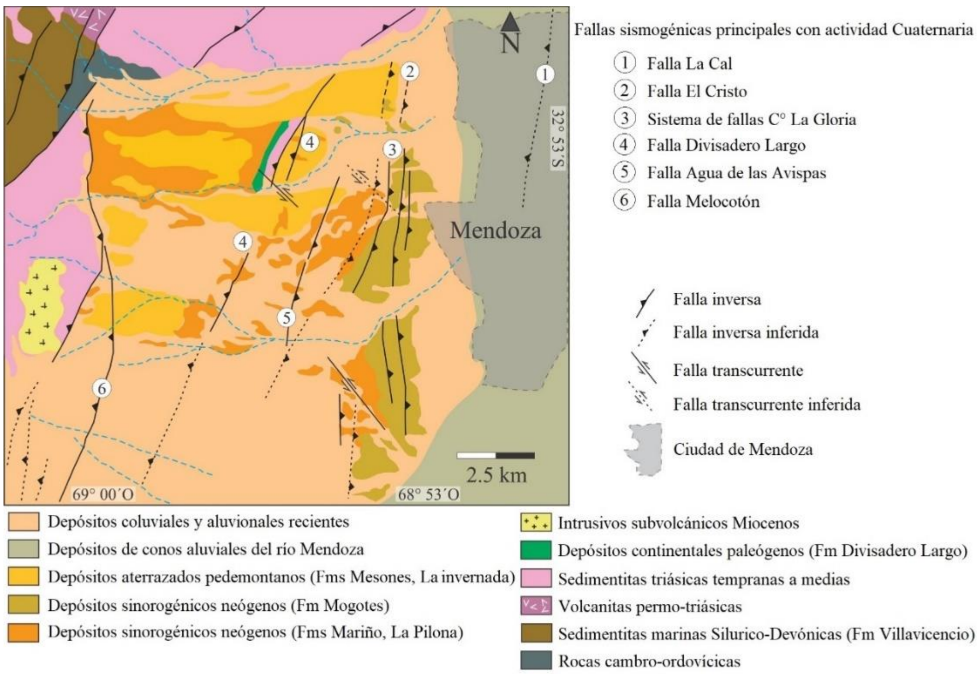


Figura 4. Mapa geológico estructural simplificado del área próxima a la ciudad de Mendoza, Piedemonte mendocino y Precordillera Austral (Modificado de Frau et al., 2010).

2.2. Marco tectónico y sismicidad histórica

El margen este de los Andes entre los 30° y 33°S, al sur del segmento de subducción subhorizontal de la placa de Nazca (Figura 1) es una de las zonas históricamente más activas del mundo (Costa et al. 2006, Moreiras et al. 2014). La sub-horizontalización de la placa de Nazca inicia entre los 8 y 10 Ma (Jordan y Gardeweg 1987) vinculado a la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández. Este proceso causa un marcado estrés compresivo que resulta en dislocaciones con desarrollo de fallas locales y regionales (Smalley y Pujol 1993).

El actual frente orogénico en las latitudes del área de estudio, donde se concentran la mayor cantidad de fuentes sismogénicas del área, está confinado en el frente oriental de los Andes, al este de la Precordillera (Bastías 1985, Cortés et al. 1999, Costa et al. 2000a). Esta área muestra una intensa actividad neotectónica evidenciada por fallas cuaternarias y actividad sísmica (Costa et al. 2000a) asociada a terremotos de intraplaca con menos de 30 km de profundidad. En el sentido estructural, el frente orogénico está compuesto por un sistema de fallas inversas paralelas convergencia tanto al este como al oeste, que presentan evidencias geomorfológicas de desplazamientos cuaternarios (Moreiras et al. 2014). En el sector sur, estas estructuras corresponden a anticlinales originados por la inversión tectónica de las cuencas Triásicas y a procesos de imbricación de bajo ángulo que afectan depósitos Cuaternarios (Chiaramonte et al.2000, Ahumada y Costa 2009). En el área de Mendoza, las fallas La Cal y Las Peñas

son las estructuras tectónicamente activas y con mayor importancia. La falla de Las Peñas corre a lo largo del frente montañoso de Precordillera, 40 km al norte de Mendoza, afectando sedimentos Miocenos y Cuaternarios (Costa et al. 2000a, Costa et al. 2000b). Hacia el sur, La falla La Cal está localizada a pocos kilómetros al este del frente montañoso y corta depósitos de abanico aluvial Pleistoceno-tardío y Holocenos. Otras estructuras activas cerca de Mendoza incluyen, El Cerro La Gloria, El Cristo, Divisadero Largo, Melocotón, Agua de Las Avispas (Figura 2) y hacia el sur este el anticlinal Cruz de Piedra-Barrancas (Nafá y Zamarbide 1989, Regairaz y Zambrano 1991, Perucca et al. 2009).

Desde 1782 con un terremoto cercano a la ciudad de Mendoza, el registro histórico de 230 años indica que esta región fue sometida a varios terremotos destructivos (Silva et al. 2013). Uno de los más devastadores eventos sísmicos ocurrió en 1861, destruyendo casi por completo a la ciudad de Mendoza. Este terremoto tuvo una magnitud estimada de MS ~7.0 y causó la muerte de 6000 personas, la mitad de la población para ese momento (The New York Times 1861). En 1985, se registra un terremoto de magnitud de Ms 5.9 que afectó la ciudad de Mendoza y estuvo asociado con fallas localizadas en el flanco este del anticlinal de Barrancas (Chiaramonte et al. 2000). Recientes activaciones de esta falla fueron registradas en 2005 (M 4.8; 10 km de profundidad), 2006 (M 5.6; 25 km de profundidad) y 2012 (M 5.3, 22.8 km de profundidad).

2.3. Efectos de sitio

La experiencia de terremotos pasados ha mostrado en repetidas oportunidades que la intensidad del movimiento del suelo y el daño que producen están fuertemente influenciados por las condiciones locales de cada sitio. Ante un mismo terremoto, sitios cercanos entre sí pueden presentar respuestas muy diferentes en función de las condiciones geotécnicas particulares. Posibles efectos de sitio, efecto de cuenca o variaciones de la topografía superficial conducen a una variación en la respuesta del sitio. Así, el término efecto de sitio representa los efectos en la respuesta local del suelo. Esto es la influencia de los materiales de las capas superficiales sobre la propagación vertical de las ondas de cuerpo. El término efecto de cuenca hace referencia a la influencia de una cuenca sedimentaria bi-dimensional o tri-dimensional sobre el movimiento del suelo debido a la reflexión de las ondas de cuerpo en los límites de la cuenca y la generación de ondas de superficie. Los accidentes topográficos pueden generar amplificaciones del movimiento debido a la presencia de escarpes o en la parte superior de taludes; ciertas circunstancias pueden provocar una de-amplificación como es el caso de los pie de taludes (Kramer 1996, Kramer y Stewart 2004).

Los efectos de sito son amplificaciones del movimiento del suelo debido a ondas sísmicas en un determinado lugar. Este efecto también llamado "efecto gelatina", se da cuando concurren ciertas condiciones geológicas, por ejemplo, en ciertos tipos de sedimentos o cuencas aluvionales. Los efectos locales de sitio pueden influir significativamente en las características del movimiento del suelo debido a un sismo tales como amplitudes, frecuencias y duración de la fase principal del movimiento. Un típico ejemplo de este fenómeno fue el terremoto de México de 1985, donde el epicentro se localizó a 400 km de la ciudad de México, sin embargo, la duración del movimiento fue aproximadamente el doble y el PGA (Pick Ground Acceleration) mucho mayor que alrededor del epicentro. Así, el

efecto local de sitio depende de varias variables como la topografía del sitio, las características de las capas superficiales de suelo y, por supuesto, las características del terremoto. Físicamente, el efecto de sito consiste en una conservación de la energía elástica. Cuando una onda sísmica atraviesa una capa de suelo con una densidad ρ diferente y por ende una velocidad de onda de corte diferente vs (descontando la energía disipada por amortiguamiento), hay un solo camino, modificar la velocidad de la partícula de suelo ů, esto es la energía de flujo ρvsů2 (Kramer 1996). Por supuesto, la amplificación del movimiento depende de la razón de amortiguamiento ξ, el espesor del estrato H y vs que representa la rigidez del estrato. La respuesta de un modelo simple de suelo con amortiguamiento (una capa de suelo uniforme) sobre un lecho rocoso considerado rígido viene dada por la Ec. 1. La Figura 5 muestra la respuesta del suelo utilizando este modelo unidimensional (1D) de comportamiento del suelo; de manera similar pueden desarrollarse modelos 2D y 3D y comportamiento no lineal.

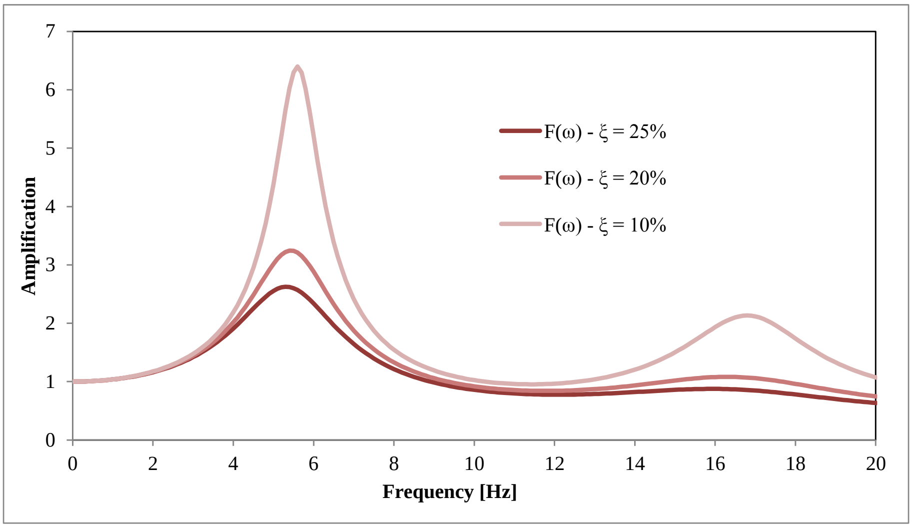


Figura 5. Respuesta para diferentes razones de amortiguamiento para un sitio de una capa homogénea de suelo con H= 100 m y vs= 360 m/s.

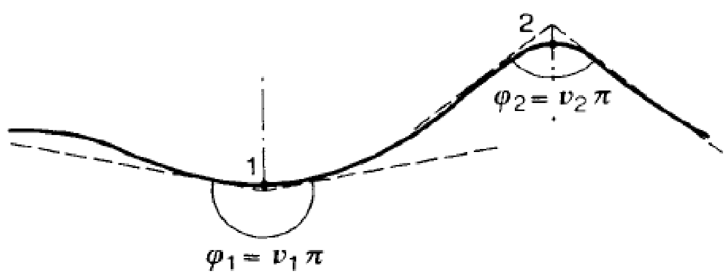


Figura 6. Irregularidad topográfica (línea sólida) con vértices en los puntos 1 y 2 (Faccioli, 1991).

$$F(\omega) = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(\omega H / v_s) + [\xi(\omega H / v_s)]^2}} \quad (1)$$

El efecto topográfico es producido por la forma de las vaguadas o crestas de un valle. La amplificación de las ondas sísmicas depende de la forma convexa o cóncava de la topografía. Faccioli (1991) presentó un estudio sobre amplificación en presencia de accidentes topográficos donde muestra la influencia de la forma del sitio (Figura 6). Un ejemplo de este tipo de efecto es la aceleración registrada en Pacoima Dam durante el terremoto de San Fernando (EEUU) de 1971 donde el PGA alcanzó 1.25 g el cual resulta excesivamente elevado para una magnitud de ML=6.4.

2.4. Clasificación de sitios y microzonificación sísmica

Registros de terremotos pueden mostrar distintas amplitudes en sitios con diferentes características geológicas. Los principales criterios de clasificación utilizados para representar las condiciones de un sitio son: a) velocidad media de la onda de corte en los primeros 30 m de profundidad, Vs30 (Borcherdt 1994, Dobry et al. 2000); b) geología superficial (Park y Elrick 1998, Stewart et al. 2003c) y c) datos geotécnicos como por ejemplo rigidez de los sedimentos o tipo de material y potencia de los estratos (Seed y Idriss 1982, Rodríguez-Marek y Bray 2001).

La microzonificación sísmica de una ciudad puede tornarse difícil y onerosa según el método que se utilice para su realización. Por ejemplo, la velocidad de la onda de corte en los 30 m superficiales, designada como Vs30 es el parámetro más utilizado en los códigos de diseño sísmico (UBC 1997, ASCE/SEI 7-10, IC-103 2013), pero este método es costoso y en ciertas ocasiones no es posible obtener resultados satisfactorios. (Pitilakis 2004); por otro lado, el uso de Vs30 como aproximación a la amplificación sísmica ha sido cuestionado por recientes trabajos (Pitilakis et al. 2013). Actualmente, una microzonificación sísmica contempla mapas con la ubicación de fallas, períodos de sitios y amplificación, picos de velocidad y de aceleración del suelo esperada en función de las fuentes potenciales de la actividad sísmica.

2.5. Frecuencia natural de un sitio

Existe una relación teórica entre la velocidad de la onda de corte Vs y el periodo o frecuencia del suelo f ya que Vs representa en cierta medida la rigidez de los estratos que atraviesa, por lo que suelos más rígidos tendrán velocidades mayores que suelos menos rígidos. Adicionalmente la profundidad (H) del estrato nos da una idea de la masa involucrada por lo que esta relación es:

$$f = \frac{Vs}{4H} \quad (2)$$

En los últimos años, el método HVSR (horizontal to vertical ratio spectra) también conocido como método de Nakamura o QTS (Quasi Transfer Spectrum) ha sido uno de los procedimientos más utilizados para determinar la frecuencia natural de suelos y amplificación sísmica (Nakamaura 1989, Nakamura 2000, Nakamura 2008). Esto es debido a que el procedimiento es expeditivo y de bajo costo computacional, aspectos que pueden demostrarse por el hecho de que el primer trabajo de Nakamura ha sido citado más de 1000 veces en revistas y textos científicos. Este método fue utilizado para investigar la estructura de la superficie lunar mediante los datos recogidos por instrumentos a borde del Apollo 14 y 16 misiones (Pitilakis et al. 2013).

Con ayuda de otro método es posible utilizarlo para la determinación de la estructura del estrato de suelo superficial (Dal Moro 2015). Debido a esto y a los problemas que presenta la utilización de la Vs30, existen nuevas clasificaciones de sitios basadas en el período natural del depósito de suelo (Japan Road Association 1990, Cadet et al. 2008, Hassani y Atkinson 2016a, Hassani y Atkinson 2016b). De esta manera los dos principales objetivos que persigue una microzonificación sísmica son abarcados por el método HVSR; primero, el factor de amplificación y segundo, la forma del espectro que revela el período fundamental del depósito de suelo (Zhao et al. 2006a, Zhao et al. 2006b, Zhao 2011, Di Alessandro et al. 2012, Oubaiche et al. 2012, Ghofrani y Atkinson 2014). La técnica del HVSR ha sido utilizada para la microzonificación sísmica de distintas ciudades (Torres et al. 2007, Vázquez Rosas et al. 2005, Nishitsuji et al. 2014). Otros métodos para la determinación de efecto de sitios se pueden encontrar en Calderon et al. (2017).

3. METODOLOGÍA

3.1. Microtremores

En el presente estudio se utilizó la medición desde la superficie con vibraciones ambientales o microtremores para la auscultación del subsuelo. Los microtremores son también conocidos como ruido ambiental, han sido utilizados desde 1910 y continúa incrementando su uso en estudios dinámicos de suelos y estructuras. Este tipo de vibraciones puede ser originado por fuentes naturales o por fuentes artificiales, los originados por fuentes naturales están caracterizados por ondas de periodos largos (también llamados microsismos) y compuestos principalmente por ondas Rayleigh; las fuentes artificiales generan ondas de periodos cortos (conocidos como microtremores) y están compuestos por ondas de corte (S) y ondas Rayleigh.

Uno de los primeros autores que hizo referencia a los microtremores fue Fusakichi Omori en Japón a principios de 1900. Omori fue un pionero en la medición de vibraciones de suelo y estructuras tales como edificios y puentes. Define a los microtremores como vibraciones con periodos usualmente inferiores a 1 segundo y cuya amplitud es muy pequeña, concluye que el periodo de los microtremores es similar al período observado durante los terremotos (Omori 1908).

3.2. Instrumentos de medición

Los instrumentos mayormente utilizados para la medición y análisis de microtremores son sensores de velocidad o de aceleración de relativo bajo costo (Yauri Condo 2006). Nuestro trabajo se llevó adelante con acelerómetros modelo Basalt de la compañía Kinemetrics. Este instrumento ofrece una gran cantidad de datos en tiempo real y sólo se necesita un navegador web para tener un muestreo simultáneo de todos los canales o para modificar los parámetros de funcionamiento, como ser el tiempo de grabación del registro. Poseen un sensor triaxial interno de fuerza balanceada (Epi Sensor Force Balance) por lo que son capaces de registrar en tres componentes (dos horizontales perpendiculares entre sí y la otra vertical), además cuenta con un sistema GPS (Sistema de Posicionamiento Global) que permite obtener la posición del sitio donde se efectuó la medición y la sincronización horaria; son blindados por lo que pueden colocarse a la intemperie. El sensor permite configurar el rango de aceleraciones y la frecuencia de muestreo de 1, 10, 50, 100 y 200 muestras por segundo. El sensor tiene un amortiguamiento del 70% y la frecuencia natural es de 200 Hz. Además, el equipo tiene incorporado un digitalizador de 24 bits. Complementando el acelerómetro, se dispuso de una batería de 12 Volt y una computadora personal.

3.3. Mediciones

Actualmente no existe un acuerdo generalizado sobre la metodología para la toma de datos, el procesamiento de los mismos y la interpretación de los resultados obtenidos. Estudios realizados en los últimos años destacan la importancia de la influencia de una interface entre el equipo de medición y el suelo en la fiabilidad de los resultados obtenidos; así las condiciones climáticas, estructuras cercanas, ruido transitorio o una incorrecta operación de los equipos repercute en los resultados, por lo que es necesario controlar frecuentemente los equipos con datos certeros de zonas ya conocidas (Chatelain et al 2007, Borcherdt 1994).

En nuestro estudio se siguieron las directrices dada por el manual del proyecto SESAME (2004). Las mediciones se realizaron en horarios donde la influencia del ruido transitorio fuera baja, utilizando una razón de muestreo de 200 muestras por segundo (mps). Los acelerómetros utilizados fueron configurados para medir de forma continua, almacenando los registros cada 10 minutos. El tiempo de duración de cada ensayo fue de aproximadamente 40 minutos para poder obtener entre dos y tres registros completos. No se utilizó interface entre el instrumento y el suelo colocándolo preferiblemente sobre suelo consolidado, solados o pavimentos de hormigón o asfalto.

3.4. Metodología del cociente espectral H/V

El método del cociente espectral H/V consiste en la utilización de microtemores para la determinación de efectos de sitio a través de la frecuencia natural y mediante la realización de un cociente entre los espectros de Fourier de las componentes horizontales y verticales de un registro de microtremores en el sitio estudiado. El método plantea las siguientes hipótesis. El efecto de la fuente

se minimiza al realizar la división entre las amplitudes del espectro de vibraciones ambientales horizontales sobre las verticales. Se estima que los microtremores contienen predominantemente ondas S, por lo que la relación espectral H/V es igual a la función de transferencia de dichas ondas entre la superficie y la base de la capa sedimentaria; así, el pico del espectro resultante es el correspondiente a la frecuencia fundamental del sitio. De esta manera, la excitación de la capa superficial provoca la amplificación del efecto de sitio producto de las ondas S. Por otro lado, las ondas Rayleigh que se propagan en las capas sedimentarias sobre lechos rocosos provocan el mismo efecto en las componentes horizontales y verticales del movimiento en la superficie. La metodología propuesta por Nakamura trata de eliminar el efecto que producen las ondas Rayleigh, de esa manera la función de transferencia queda determinada por ondas de cuerpo S.

Simplificadamente se plantea un modelo donde un suelo sedimentario está apoyado sobre un estrato rocoso donde la principal diferencia entre estos estratos es la velocidad de la onda S, lo cual implica que los movimientos se amplifican por el principio de conservación de la energía. Para el desarrollo del procedimiento, Nakamura plantea una serie de relaciones entre las amplitudes de los espectros de Fourier de las distintas componentes del movimiento tanto en superficie como en el lecho rocoso. Siendo Hb y Vb, las amplitudes espectrales del movimiento horizontal y vertical en el lecho rocoso respectivamente, y Hs y Vs las amplitudes espectrales de las componentes horizontal y vertical del movimiento en superficie.

La primera relación As(ω) es el efecto de las ondas Rayleigh, el cual se obtiene mediante:

$$As(\omega) = \frac{Vs(\omega)}{Vb(\omega)} \tag{3}$$

Cuando la relación As(ω) tiende a 1 (uno), ósea que en todas sus ordenadas el espectro resultante es cercano a uno, significa que el efecto de las ondas Rayleigh es nulo. Otra relación que plantea Nakamura es que la estimación del efecto de sitio se puede realizar mediante:

$$Se(\omega) = \frac{Hs(\omega)}{Hb(\omega)} \tag{4}$$

En este caso Hs(ω)si se ven afectadas por las ondas superficiales, se hace necesario remover el efecto de dichas ondas, por lo que se plantea la siguiente relación:

$$S_M(\omega) = \frac{Se(\omega)}{As(\omega)} = \frac{Hs(\omega)}{Hb(\omega)} \times \frac{Vb(\omega)}{Vs(\omega)} \tag{5}$$

Debido a que en el lecho rocoso la propagación de las ondas va a ser la misma en todas las direcciones Hb(ω) = Vb(ω) por lo que:

$$S_M(\omega) = \frac{Hs(\omega)}{Vs(\omega)} \quad (6)$$

De esta forma se puede estimar el efecto de sitio mediante SM(ω) conocida como Espectro de Cuasi Transferencia (QTS en inglés). La Figura 7 muestra una función de transferencia teórica y el espectro resultante del método propuesto por Nakamura.

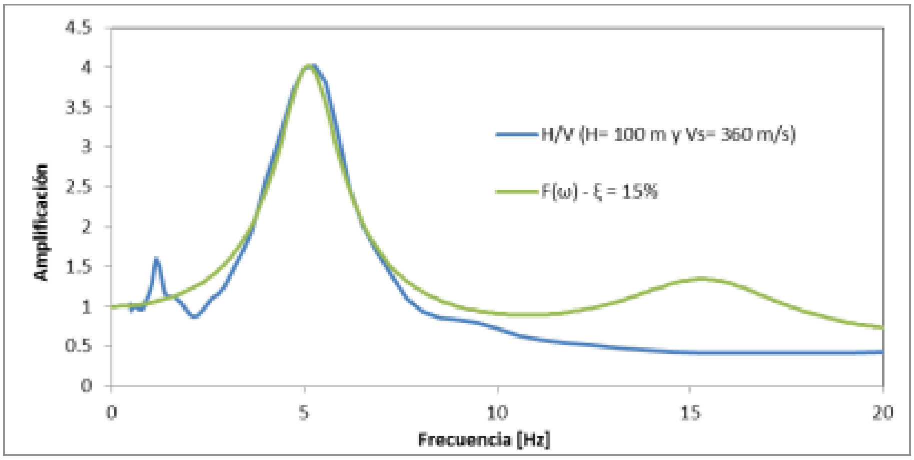


Figura 7. Función de transferencia teórica y el espectro resultante propuesto por Nakamura.

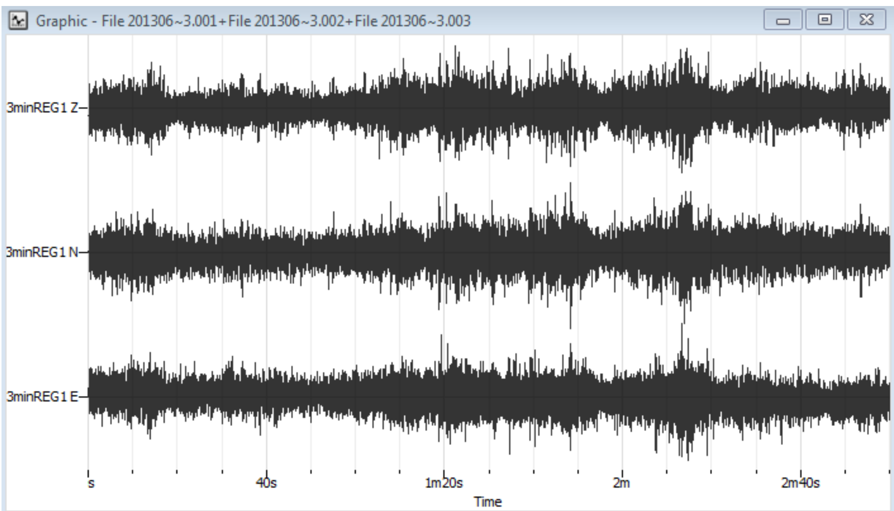


Figura 8. Registro típico de vibración ambiental con corrección de línea de base según sus tres componentes: vertical (Z) y los canales horizontales Norte-Sur (N) y Este-Oeste (E).

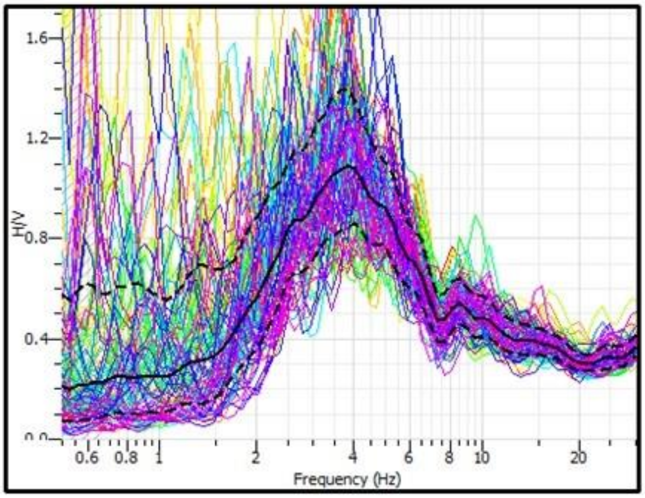


Figura 9. Visualización de los resultados de la relación espectral H/V considerando todas las ventanas tomadas por el programa. En abscisas se muestran los valores de la frecuencia en (Hz) y en ordenadas los de la relación espectral (H/V).

Para el procesamiento y análisis de los datos se utilizó el software Geopsy, nacido del proyecto europeo SESAME (Site Effects assessment using Ambient Excitations). Esta herramienta “open source” es una interfaz gráfica programada en JAVA con herramientas en Fortran, que permite visualizar, manipular y procesar señales geofísicas. Está diseñado principalmente para la sismología y prospección sísmica, pero también posee varios módulos para otras aplicaciones. El primer paso en el procesamiento de los registros es la selección de ventanas de tiempo, el objetivo de esta selección es remover las partes más transitorias de las vibraciones ambientales asociadas con fuentes específicas (transeúntes, tráfico, etc).

Se utiliza para este proceso un algoritmo anti-triggering o disparador, el cual detecta los transitorios y los elimina del procesamiento. Para ello se realiza una comparación entre el promedio de período corto (STA, Short Term Average) con valores típicos de 0,5 a 2 segundos y el promedio de período largo (LTA, Long Term Average). El tiempo de cada ventana está en función de la frecuencia natural esperada en cada estudio y se debe satisfacer que la frecuencia natural del sitio f0 sea mayor que 10/lw donde lw es la longitud de ventana seleccionada. Para estimar el número de ventanas totales del registro necesario, asociado al número de ciclos completos requeridos para una correcta adquisición de la frecuencia natural, se utiliza la siguiente ecuación, donde nc es el número de ciclos y nw el número de ventanas. En base a las ecuaciones presentadas, la Tabla 1 contiene las longitudes de ventanas, número de ciclos significativos, número mínimo de ventanas y duración mínima del registro para diferentes frecuencias naturales.

$$n_c = l_w \cdot n_w \cdot f_0 > 200 \tag{7}$$

Tabla 1. Parámetros para mediciones y procesamiento de las señales.

f_0 [Hz]	l_w [s]	n_c	Mínimo número de ventanas	Mínima duración útil del registro [s]	Tiempo de muestreo recomendado [min]
0.5	20	200	10	400	20'
1	10	200	10	200	10'
2	5	200	10	100	5'
5	5	200	10	40	3'
10	5	200	10	20	2'

Para el presente estudio se configuró una longitud de ventana de 25s, un solape de ventanas de 5-10%, STA de 1.0s, LTA de 30s, una relación mínima de STL/LTA DE 0.20, una relación máxima de STA/LTA de 2.5, una constante de suavizado de 40 y un tapering de coseno del 5%. La figura 8 muestra un registro típico de microtremores. Una vez procesados los registros y obtenidos los resultados correspondientes se realiza una clasificación de acuerdo a cada pico aplicando los criterios de validación que especifica la guía del programa J-SESAME y se obtiene la frecuencia natural del sitio f0 o bien su período natural Tn= 1/f0.

4. RESULTADOS

4.1. Amplificación de aceleraciones

Frau et al. (2015) estudiaron las aceleraciones máximas registradas en tres estaciones emplazadas dentro de la zona de estudio. La primera estación corresponde al Hipermercado Libertad emplazado en el corazón de Villa Marini (VM) donde se produjeron los mayores daños en el terremoto de 1985. La Segunda estación registradora estuvo ubicada en el costado norte del Zanjón Maure, 800m al norte de la primera (ZM). La tercera está emplazada en el edificio de la Facultad Regional Mendoza de la Universidad Tecnológica Nacional (UTN), en el centro de la Ciudad de Mendoza a 3600 m (3,6 km) de la primera estación. La última estación se ha utilizado como patrón de referencia para evaluar las amplificaciones de aceleración debida a efectos de sitio. En el emplazamiento de la estación UTN se conoce la presencia de un sustrato tipo limo (ML según la clasificación unificada de suelos de Casagrande) en un espesor de aproximadamente 10 a 12 m, luego aparecen gravas mal graduadas. La ubicación de los instrumentos es la que se muestra en la Figura 10.

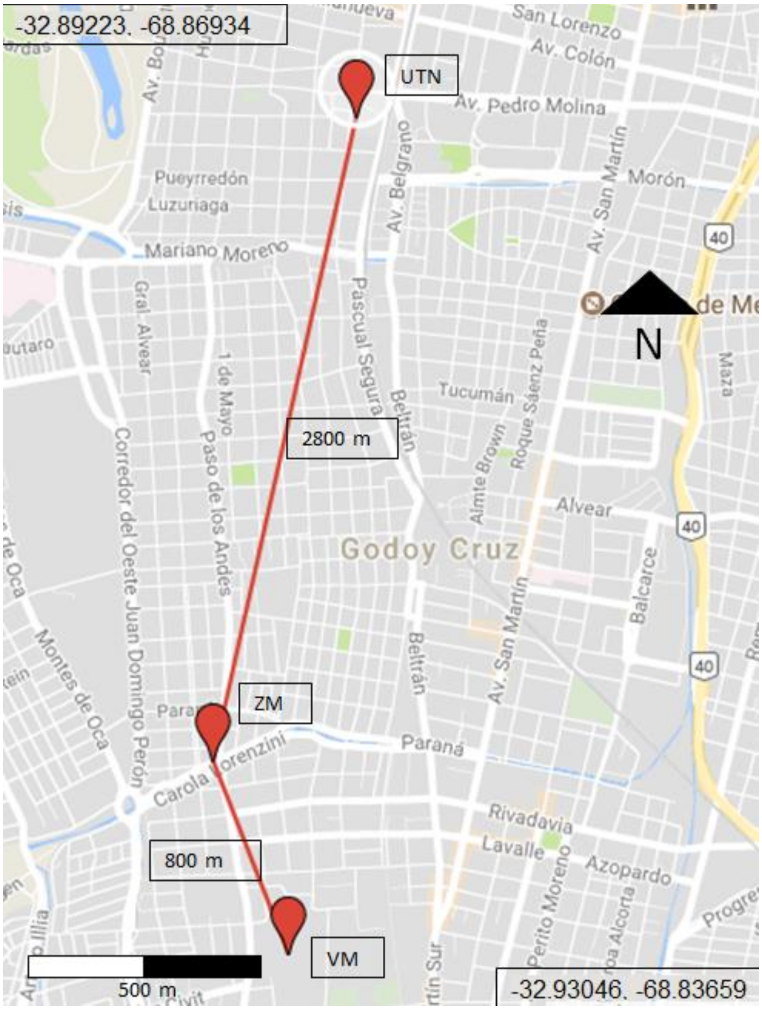


Figura 10. Estaciones sismológicas utilizadas.

En la Tabla 2 se muestran los parámetros de los tres sismos más importantes registrados en las estaciones indicadas en la Figura 10, en tanto que en la Tabla 3 se vuelcan las aceleraciones máximas y la relación de aceleraciones para las componentes E-W/N-S. En la zona de Villa Marini, departamento de Godoy Cruz, Mendoza, se han registrados las aceleraciones más grandes de la provincia, con la particularidad que en dicha zona las aceleraciones son de 3 a 4 veces mayores que las registradas en otras estaciones sismológicas cercanas, para sismos locales de origen cortical (epicentros <30 km). Silva et al. (2013) analizaron más de 160 registros obteniendo los siguientes resultados: para la estación Villa Marini (VM) un 92% de los registros mostraban aceleraciones mayores que las registradas en UTN, en tanto que para la estación Zanjón Maure a escasos 800 m al norte de la estación de Villa Marini sólo un 7% presentó amplificaciones respecto de las aceleraciones registradas en UTN. Si ahora comparamos los PGA registrados en VM respecto de su estación vecina ZM vemos que el promedio anual de los

cocientes PGA (VM)/PGA (ZM) está comprendido entre 2.7 y 4.8 para los años 2007-2012. Para sismos lejanos provenientes del lado chileno con epicentros a más de 200 km se ha observado que las aceleraciones registradas en Villa Marini son un 23% menor a las de Zanjón Maure y 30% menores a la estación UTN. Así, resulta la propensión de la zona de Villa Marini para amplificar altas frecuencias contenidas en sismos locales de baja magnitud y no así para ondas de bajas frecuencias como las que llegan de sismos chilenos.

Tabla 2. Datos de los sismos de Mendoza 2005, 2006 y 2012.

Sismo	Fecha	M local	Dist. epic. [km]	Zona Epicentral
Mendoza 2005	23 agosto 2005	4.8	11	Borbollón Lat. Sur 32°48´04” Long. Oeste68°45´24”
Mendoza 2006	05 agosto 2006	5.6	28	Barrancas Lat. Sur 33°13´48” Long. Oeste68°56´24”
Mendoza 2012	18 junio 2012	5.3	22	Barrancas Lat. Sur 33°3´36” Long. Oeste 68°43´12”

Tabla 3. PGA, relación EW-NS y amplificación de la estación Villa Marini respecto de UTN.

Sismo	Estación	PGA [g]		Relación EW/NS	Amplificación VM/UTN (comp. EW)	Amplificación VM/ZM (comp. EW)
		NS	EW			
Mendoza 2005	ZM	sin dato	sin dato	-	2.63	-
	VM	0.23	0.44	1.91		
	UTN	0.07	0.16	2.11		
Mendoza 2006	ZM	sin dato	sin dato	-	3.31	-
	VM	0.33	0.34	1.03		
	UTN	0.07	0.10	1.40		
Mendoza 2012	ZM	0.09	0.15	1.66	4.34	2.73
	VM	0.31	0.41	1.34		
	UTN	0.06	0.09	1.41		

4.2. Espectros de respuesta y contenido de frecuencias

En las Figuras 11, 12 y 13 se presentan los espectros de respuestas de pseudo-aceleraciones elásticas para los tres sismos más importantes de los últimos años con epicentros cercanos al área de estudio (Provincia de Mendoza 2005, 2006 y 2012, ver Tabla 2). En primer lugar, se observa en todos los casos una fuerte polarización de los espectros. Las componentes E-W son

marcadamente más elevadas que las componentes N-S. En cuanto a la comparación de los espectros de los sismos registrados con el espectro de norma para la zona se puede afirmar que el emplazamiento de Villa Marini arroja ordenadas significativamente mayores que las de norma en la zona de periodos bajos con pico del orden de 2g cercano a los 0.2 s. Comparando las ordenadas espectrales de Villa Marini con la de UTN se aprecia una gran amplificación en Villa Marini. Por otro lado, los espectros de Zanjón Maure y UTN presentan ordenadas similares.

Una representación de las amplitudes de Fourier versus frecuencia es conocido como espectro de amplitudes de Fourier y muestra cómo las amplitudes del movimiento están distribuidas respecto de las frecuencias (o períodos). Las Figuras 14, 15 y 16 muestran los espectros de amplitudes de Fourier de los registros analizados en este trabajo; en ellas se puede observar cómo el sitio de Villa Marini presenta en todos los casos un pico en correspondencia con la frecuencia de aproximadamente 10 Hz; en tanto los emplazamientos de Zanjón Maure y UTN lo muestran entre 4 y 5 Hz. Esta situación, de importantes variaciones de frecuencia en cortas distancias, refuerza la justificación de la microzonificación planteada en el presente estudio.

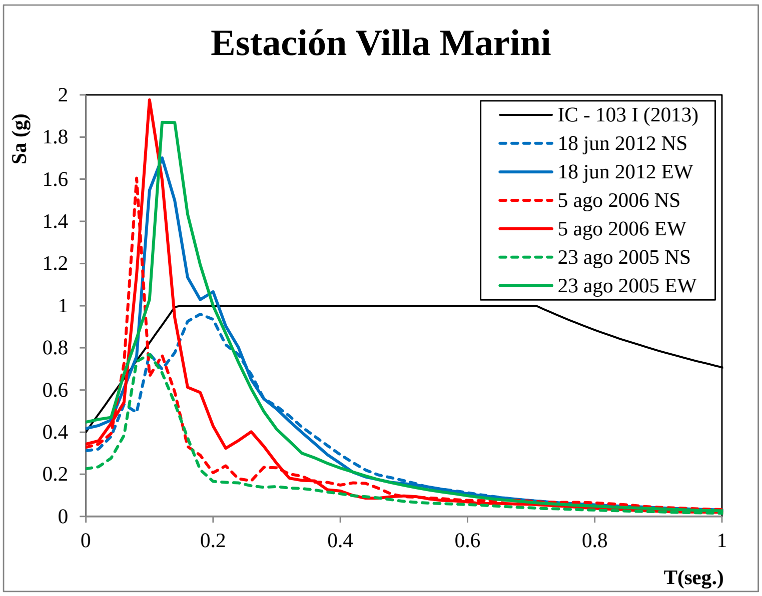


Figura 11. Espectros de respuesta (ξ= 5%) estación Villa Marini, para los sismos de Mendoza 2005, 2006 y 2012.

1.1. Frecuencias naturales de los sitios

En el presente apartado se vuelcan los resultados de las mediciones realizadas para obtener las frecuencias naturales f0 en cada uno de los sitios auscultados o bien su período natural T0=1/f0 obtenidos a partir de mediciones de vibración ambiental y aplicando el método de Nakamura como se describió previamente. La Figura 17 presenta un mapa de frecuencias del suelo del área

estudiada. Puede notarse una variación marcada en las frecuencias, en dos zonas del departamento de Godoy Cruz, Villa Hipódromo y Villa Marini. La Figura 18 (derecha) presenta un mapa de Intensidad Mercalli Modificada (IMM) del terremoto de Mendoza de 1985. Puede notarse que las zonas de Villa Marini y Villa Hipódromo sufrieron IMM VIII, las cuales coinciden con las zonas de altas frecuencias en el mapa de la derecha. En mayo de 2010 se realizó en la zona de Villa Marini una gravimetría (Langer y Rideout, 2010). La Figura 19 presenta el mapa de frecuencias en dicha zona (recuadro) y el mapa de anomalías residuales de Bouguer (representativa sobre todo de cambios de densidad a nivel cortical). Puede apreciarse que en las zonas donde las frecuencias son bajas, existe una correlación con las zonas con déficit de masa en el mapa de anomalías residuales (derecha). Una síntesis de los resultados obtenidos se presenta en el Anexo1 donde se incluyen los puntos de medición, su ubicación, la frecuencia natural y período. Los valores hallados oscilan entre 2 y 18 Hz, los que se corresponden con períodos entre 0.05 y 0.5 segundos.

En la zona norte de la ciudad de Mendoza y la villa cabecera del departamento de Las Heras, se identificaron frecuencias más bajas mostrando coincidencia con la zona de mayores daños en el terremoto de 1985. Otra variación de frecuencias importantes que se puede visualizar en el mapa es la señalada con líneas de trazos y que atraviesa el Gran Mendoza de Nor-Este a Sud-Oeste en la Figura 17. Al igual que las islas, esta variación sugiere la presencia de ciertas anomalías en el sub-suelo. Investigaciones recientes (ej.: Hellel et. al., 2012, Tebbouche et.al., 2017) han utilizado el método de Nakamura como complemento en la investigación de fallamientos y profundidad de estratos hasta el lecho rocoso.

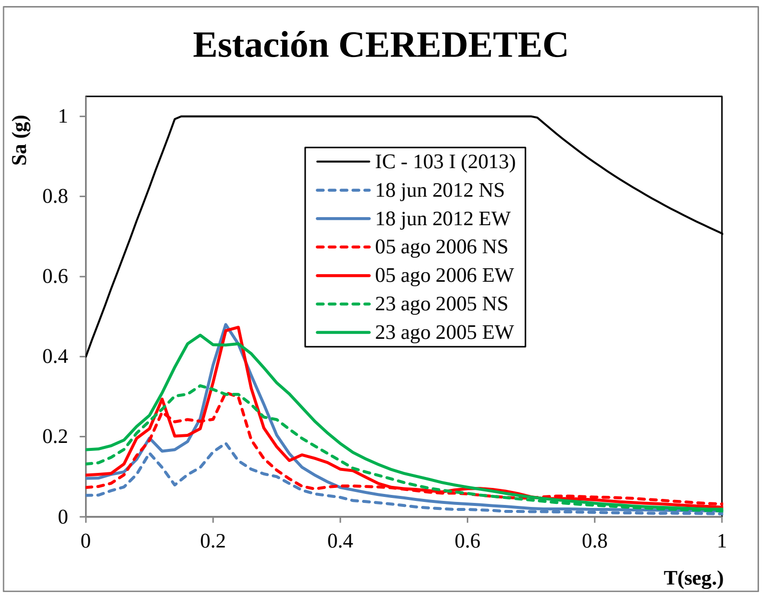


Figura 12. Espectros de respuesta (ξ= 5%) estación CEREDETEC, para los sismos de Mendoza 2005, 2006 y 2012.

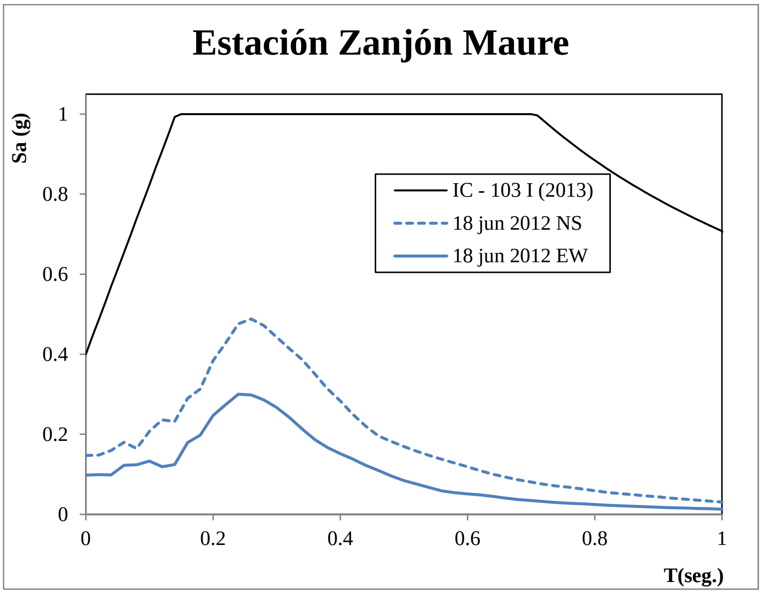


Figura 13. Espectros de respuesta (ξ= 5%) estación Zanjón Maure, para el sismo de Mendoza 2012.

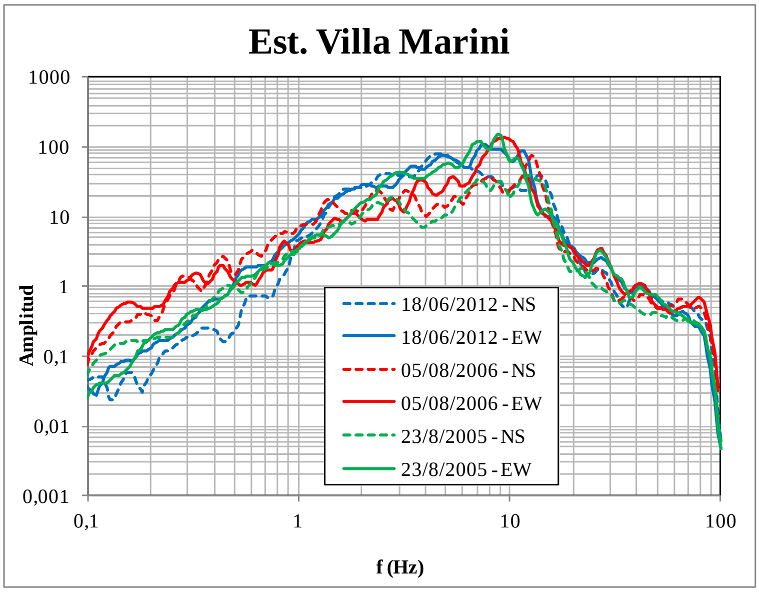


Figura 14. Espectros de amplitudes de Fourier para registros en la estación Villa Marini, para los sismos de Mendoza 2005, 2006 y 2012.

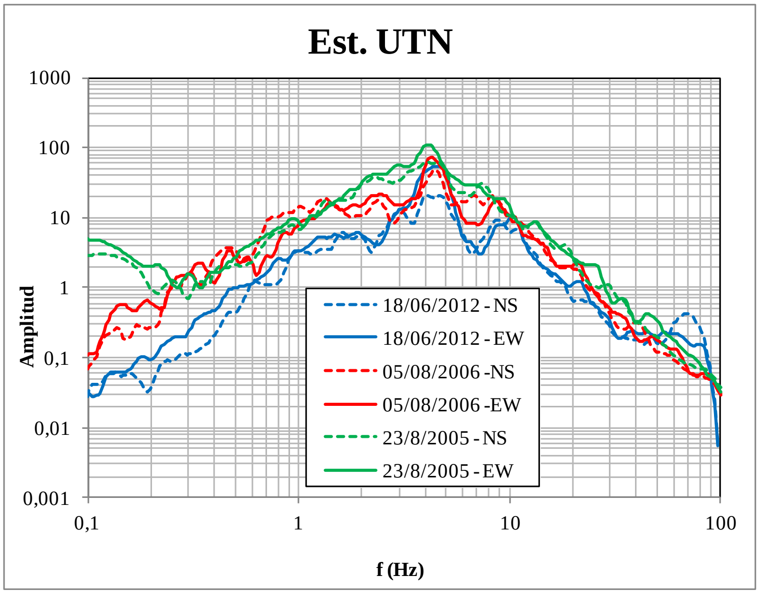


Figura 15. Espectros de amplitudes de Fourier para registros en la estación CeReDeTeC, para los sismos de Mendoza 2005, 2006 y 2012.

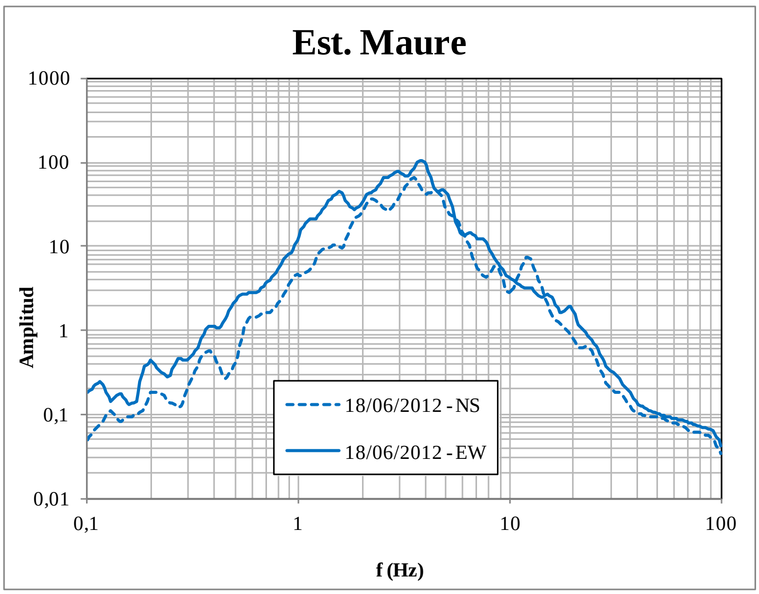


Figura 16. Espectros de amplitudes de Fourier para registro en la estación Zanjón Maure, para el sismo de Mendoza de 2012.

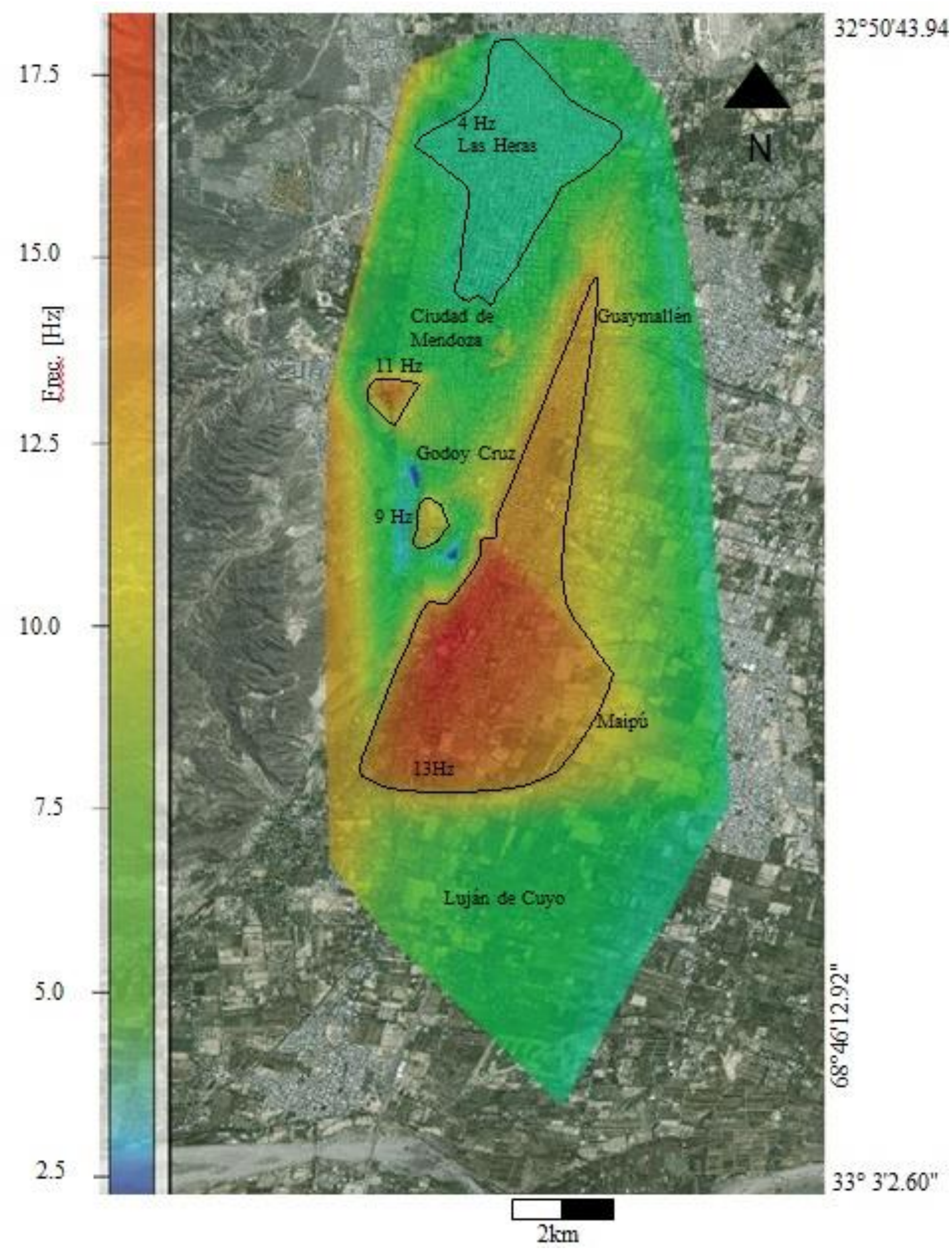


Figura 17. Mapa de frecuencias del suelo de la zona estudiada.

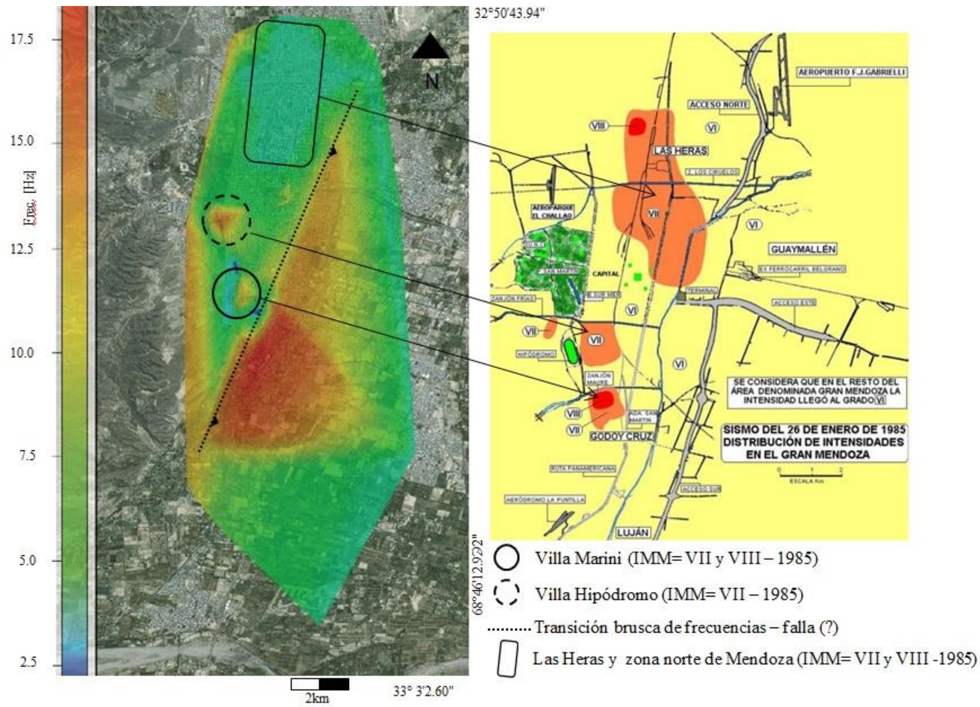


Figura 18. Mapa de frecuencias del suelo (izquierda), mapa de Intensidades Mercalli Modificadas para el terremoto de Mendoza de 1985.

Considerando la ecuación 2 donde se indicó que las frecuencias son proporcionales a la velocidad de onda de corte, e inversamente proporcional a la profundidad del estrato, existen dos posibilidades de cómo interpretar estas variaciones bruscas de frecuencia: 1) los estratos a un lado y al otro de la línea tengan velocidades de onda de corte diferentes, y 2) Exista una variación del estrato de suelo sísmicamente activo, siendo de mayor profundidad en la zona al Oeste de la línea de trazo (frecuencias bajas) y de menor profundidad en la zona al Este de la línea de trazo (altas frecuencias). Esta última situación podría poner de manifiesto la presencia de una falla ciega inversa con vergencia al oeste, similar a las del sistema de falla del C° de La Gloria aflorantes 3 km al oeste. Esta hipótesis debe comprobarse con la ayuda de estudios complementarios que escapan al alcance de esta investigación.

2. CONCLUSIONES

Para el análisis de resultados consideramos los antecedentes recogidos y las mediciones realizadas en el área comprendida entre calle Boulogne Sur Mer al Oeste, Avenida Gobernador Videla y San Martín Sur al Este, calle Independencia al Norte y Ruta Nacional Nº 60 al Sur. De los registros sísmicos obtenidos en tres estaciones sismológicas, de los últimos tres eventos más significativos localmente, se ha podido determinar que la zona de Villa Marini en el departamento de Godoy Cruz presenta amplificaciones significativas de las aceleraciones en el rango de altas frecuencias (de 5 a 10 Hz); estas

amplificaciones son del orden de 3.25 veces en promedio mayores a las otras dos estaciones cercanas. En el área de estudio las frecuencias naturales de suelo encontradas presentan variaciones considerables que van desde los 2 Hz, suelos más blandos desde el punto de vista del diseño sismorresistente de estructuras, a los 18 Hz aproximadamente, siendo estos suelos más rígidos.

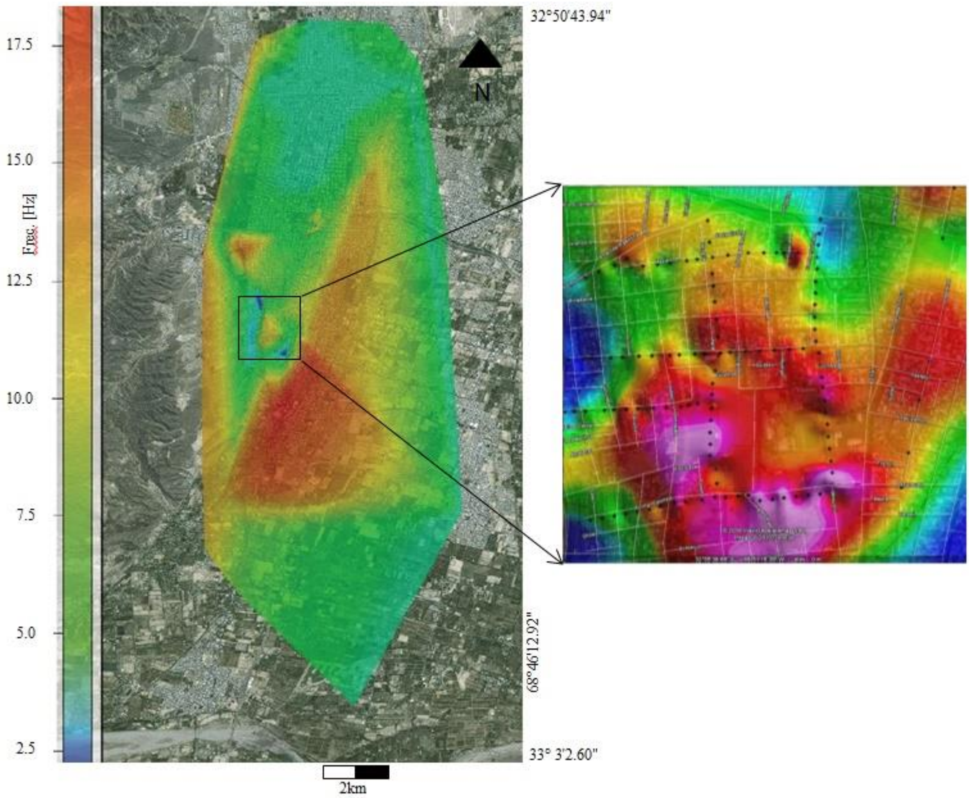


Figura 19. Mapa de frecuencias del suelo (izquierda), mapa de anomalías residuales para la zona de Villa Marini.

En los mapas se observan dos islas correspondientes a la zona de Villa Marini (coincidente con las amplificaciones encontradas en los registros sísmicos) y Villa Hipódromo en el departamento de Godoy Cruz, Mendoza. En dichas islas las frecuencias obtenidas van desde los 2 Hz en los bordes a 18 Hz hacia el centro de las mismas. La presencia de estas variaciones indica ciertas perturbaciones en el sub-suelo, que podrían provocar mayores intensidades durante sismos locales, tal como se muestra en la figura 17 (mapa de intensidades - izquierda) donde las mayores intensidades registradas durante el sismo del 25 de enero de 1985 ocurrido en Mendoza, fueron en dichas zonas. Se observa además que las frecuencias van en orden creciente hacia la zona del piedemonte, lo cual se corresponde con el sustrato que posee la zona. La variación de frecuencias importantes que se detectó a lo largo de un eje que atraviesa el Gran Mendoza de Nor-Este a Sud-Oeste puede ser interpretada como la presencia de una falla inversa ciega.

3. AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a los ingenieros Hernan Rodriguez, Marcelo Guevara y Natalia Roth, por la colaboración en este proyecto; al Dr. Bertrand Guiller, a la Dra. Elise Beck y al ingeniero Armand Mariscal por sus aportes y ayuda. El ingeniero Francisco Calderón desea expresar su agradecimiento a CONICET por el apoyo recibido.

4. REFERENCIAS

5. Adams, J., y G. Atkinson, 2003. Development of seismic hazard maps for the proposed 2005 edition of National Building Code of Canada. Journal of Civil Engineering,: 30:255-71.

6. Ahumada, E. A., y C. H. Costa, 2009 Deformación cuaternaria en alculminación norte del corrimiento Las Peñas, frente orogénico andino, Precordillera Argentina. Congreso Geológico Chileno Nº 12. Santiago. CD-Rom 4.

7. ASCE/SEI 7_10, 2010. Minimum Design Loads for Buildings and Other Structures. American Society of Civil Engineering.

8. Bastías, H. 1985. Fallamiento Cuaternario en la Región Sismotectónica de Precordillera. San Juan, Argentina: Universidad Nacional de San Juan, 147.

9. Bastías, H., G. Perucca, y J. Paredes 1993. Peligro sísmico y neotectónica. En XII Congreso Geológico Argentino Relatorio, de V. Ramos, 645-658..

10. Bendimerad, F. 2003. The Boumerdes, Argelia, Earthquake of May 21, 2003. EERI Learning from Earthquakes Reconnaissance.

11. Borcherdt, R. D. 1994. Estimates of site-dependent response spectra for design. Earthquake Spectra: 10:617-653.

12. Cadet, H., Macau A., Benjumea B., Bellmunt F. y Figueras S. 2008. From ambient noise recordings to site effect assessment: The case study of Barcelona microzonation. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 31, nº 3: 271-281.

13. Calderon, F. A., Giolo, E. G., Frau, C. D., Guevara, M. G. J., Rodriguez, H. Tornello, M., Lujan, F. and Gallucci, R. 2017. Seismic Microzonation and Site Effects Detection Through Microtremors Measures: A Review. Chapter 9 in Handbook of Research on Trends and Digital Advances in Engineering Geology Edited by Nurcihan Ceryan. pp 326 - 349. DOI: 10.4018/978-1-5225-2709-1.ch009.

14. Chatelain, J. L., Guillier B., Cara F., Duval A., Atakan K. y Bard P. 2007. Evaluation of the influence of experimental conditions on H/V results from ambient noise recordings. Bulletin of Earthquake Engineering 6, nº 1: 33-74.

15. Chavez-García, F. J., y Faccioli E. 2004. Complex site effects and building code: making the leap. Seismol J.: 4(1):23-40.

16. Chiaramonte L.,Ramos V. A. y Araujo M. 2000. Estructura y sismotectónica del anticlinal de Barrancas, cuenca cuyana, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55: 309-336.

17. Cortés, J. M.,Casa A., Pasini M., Yamín M. y Terrizano C. 2006. Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal 31º30'-33º30'LS: Controles paleotectónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61, nº 4: 639-646.

18. Cortés, J. M., Vniciguerra P., Yamín M. y Pasini M. M. 1999. Tectónica cuaternaria de la Región Andina del Nuevo Cuyo (288-388 LS). Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Subsecretaría de Minería 29: 760-778.

19. Costa, C. H., Gardini C. E., DiederixH. y Cortés J. M. 2000b. The Andean orogenic front at Sierra de Las Peñas-Las Higueras, Mendoza, Argentina. Journal of South America Earth Sciences 13: 287-292.

20. Costa, C. H., Audemard F. A.,. Bezerra F. H., Lavenu R. A., Machette M. N. y París G. 2006. An overview of the main quaternary deformation of South America. 61, nº 4: 461-479.

21. Costa, C. y otros 2000a. Map and database of quaternary faults and folds in Argentina. Open-File Report 00-0108. USGS, International Lithosphere Program, Task Group II-2, Major Active Faults of the World.

22. Dal Moro, G. 2015.Joint analysis of Rayleigh-wave dispersion and HVSR of lunar seismic data from the Apollo 14 and 16 sities. Icarus: 254,338-349.

23. Di Alessandro, C., Bonilla L. F., Boore D. M., Rovelli A. y Scotti O. 2012. Predominant-Period Site Classification for Response Spectra Prediction Equations in Italy. Bull. Seismol. Soc. Am. 102, nº 2: 680-695.

24. Dobry, R. y otros 2000. New site coefficients and site classifications system used in recent building seismic code provisions Earthquake Spectra 16: 41-67.

25. Elnashai Amr, S. y Di Sarno, L. 2008. Fundamentals of Earthquake Engineering. England, Wiley.

26. Faccioli, E. 1991. Seismic Amplification in the Presence of Geological and Topographic Irregularities. Conferences on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics. Paper 13.

27. Folguera, A. y otros 2004. Descripción de la Hoja Geológica Potrerillos (1:100.000). Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional de Servicio Geológico, 262.

28. Frau, C. D. y otros 2015. Efectos de sitio en la localidad de Villa Marini, Mendoza, Argentina. XI Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica. Santiago.

29. Frau, C. D., Gallucci, A. R., Moreiras, S. M. y Giambiagi, L. B. 2010. Estudio de Peligrosidad Sísmica para el Proyecto Urbano Palmares Valley. Informe Técnico Nº 16 / 010 (inédito) CEREDETEC, Universidad Tecnológica Nacional - Facultad Regional Mendoza.

30. Ghofrani, H. y Atkinson, G. M. 2014. Site condition evaluation using horizontal-to-vertical response spectral ratios of earthquakes in the NGA-West2 and Japanese databases. Soil Dynamics and Earthquake Engineering: 30-43.

31. Hassani, B. y Atkinson, G. M. 2016a. Applicability of NGA-West2 site effects model for central and eastern North America. Bull. Seismol. Soc. Am. 106 : 1331-1341.

32. Hassani, Bhazad, y Atkinson, G. M. 2016b. Applicability of th site fundamental frequency as a Vs30 proxy for central an eastern North America. Bull. Seismol. Soc. Am. 106: 653-664.

33. Hellel, M., Oubaiche, E. H., Chatelain, J. L., Machane, D., Bensalem, R., Guillier, B. and Cheikhlounis, G. 2012. Basement Mapping with Single-Station and Array Ambient Vibration Data: Delineating Faults under Boumerdes City, Algeria. Seismological Research Letters Volume 83, Number 5 September/October 2012. doi: 10.1785/0220110142.

34. https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000dxwz#executive

35. https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000eq9x#executive

36. https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000jmxf#executive

37. INPRES-CIRSOC 103, 2013. Normas Aargentinas para Construcciones Sismorresistentes. Parte I, Construcciones en General. Instituto Nacional de Prevención Sísmica - Centro de los Reglamentos Nacionales de Seguridad para Obras Civiles.

38. Irigoyen, M. V., Buchan, K. L. y Brown, R. L. 2000. Magnetostratigraphy of Neogene Andean foreland-basin strata, lat 33ºS, Mendoza Province, Argentine. Geologica Society of America, Bulletin 112, nº 6: 803-816.

39. Irigoyen, M., Brown, R. y Buchan, K.. 1999 Cronología neogénica de los depósitos sinorogénicos aflorantes en la región de Cacheuta/Tupungato, Norte de Mendoza. Cogreso Geológico Argentino. La Plata, Argentina. 1: 63-64.

40. Japan Road Association, 1990. Specifications for Highway Bridges, Part. V, Seismic Design. Maruzen Co., Ltd..

41. Jordan, T., y Gardeweg, M. 1987. Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes. En Mesozoic and Cenozoic Evolution of the Pacific Margins, de Z. Ben Abraham, 193-207. New York: Oxford University Press.

42. Kramer, S. L. 1996. Geotechnical Earthquake Engineering. New Jersey: Prentice Hall.

43. Kramer, S. L. y Stewart, J. P. 2004. Geotechnical Aspects of Seismic Hazards. En Earthqueke Engineering from Engineering Seismology to Performance-Based Engineering., de Bozorgnia y Bertero. CRC PRESS.

44. Langer, K., Rideout,M. 2010. Reporte Geofísico de estudio gravimétrico en el proyecto Villa Marini Provincia de Mendoza, Argentina para Universidad Tecnológica Nacional. QGA-276 (inédito).

45. Lermo, J., y Chavez-García, F. 1994. Are microtremors useful in site response evaluation? Bulletiin of Seism. Soc. American, San Francisco: 1350-64.

46. Modaressi, H., Mellal, A., y Bour, M. 1998. Evaluation of seismic response spectra using a unified numerical approach. Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering. Amsterdam: Balkema.

47. Moreiras, S. M., Giambiagi, L. B., Spagnotto, S., Nacif S., Mescua J., y Toural R. 2014. El frente orogénico activo de Los Andes centrales a la latitud de la ciudad de Mendoza (32º50'-33ºS). Andean geology 41, nº 2: 342-361.

48. Nafá y Zamarbide, 1989. Microzonificación sísmica del Gran Mendoza, República Argentina. Resumen Ejecutivo, Volume I y II. San Juan, Argentina: Instituto Nacional de Prevención Sísmica.

49. Nakamaura, Y. 1989. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. Quartely Report of Railway Technical Research Institute 30: 25-33.

50. Nakamura, Y. 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. Auckland, New Zealand. Paper 2656.

51. Nakamura, Y. 2008. «On the H/V spectrum.» Proceedings of the 14th World Conferencia on Earthquake Engineering. Beijing, China.

52. Nishitsuji, Y.,Ruigrok E.,Gomez M., y Draganov D. 2014. Global-Phase H/V Spectral Ratio for Delineating the Basin in the Malargüe Region, Argentina. Sesimological Research Letters 85, nº 5: 1004-1011.

53. Ojeda, A., y Escallon J. 2000. Comparison between different techniques for evaluation of predominant periods using strong ground motion records and microtremors in Pereira, Colombia. Soils Dynamics and Earthquakes Engineering: 20(1-4):137-43.

54. Omori, F. 1908. On Micro-tremors. Bulletin of the Imperial Earthquake Investigation Committee: 2,1-6.

55. Oubaiche, E. H., y otros 2012. Relationship Between Ambient Vibration H/V Peak Amplitude and Shear-wave Velocity Contrast. Seismological Research Letters 83, nº 6: 1038-1046.

56. Park, S., y Elrick S. 1998. Predictions of shear wave velocities in southern California using surface geology. Bull. Seim. Soc. Am.: 88, 677-685.

57. Perucca, L., Mehl A. E. y Zárate M. A. 2009. Neotectónica y sismicidad en e sector norte de la depresión de Tunuyán, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64: 262-273.

58. Pitilakis, K. 2004. Site effects. En Recent advances in earthquake geotechnical engineering and microzonation, de A. Ansal, 139-197. Kluwer, Dordrecht.

59. Pitilakis, K., Riga E., yAnastasiadis A. 2013. New code site classification, amplification factors and normalized response spectra based on a worldwide ground-motion database. Bulletin of Earthquake Engineering: 11, 925-966.

60. Polanski, J. 1958. El bloque varíscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 12, nº 3: 165-193.

61. Polanski, J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (provincia de Mendoza). Revista de la Asociación Geológica Argentina 17, nº 3-4: 127-349.

62. Regairaz, A., y Zambrano, J. 1991. Unidades morfoestructurales y fenómenos neotectónicos en el norte de la provincia de Mendoza (Andes Centrales Argentinos entre 32º y 34º latitud sur). Bamberger Geographische Schriften 11: 1-21.

63. Rodríguez-Marek, A., y Bray, J. D. 2001. An empirical geotechnical seismic site response procedure. Earthquake Spectra: 17,65-87.

64. Salomon, E., Schmidt S., Hetzel R., Mingorance F. y Hampel A. 2013. Repeated folding during late holocene earthquakes on the La Cal thrust fault near Mendoza City (Argentina). Bull. Sesim. Soc. Am. 103, nº 2A: 936-949.

65. Seed, H. B., y Idriss I. M. 1982. Ground motions and soil liquefactions during earthquakes. Monograph Series, 5, Earthquake Engineering Research Institute.

66. Sepúlveda, E., y López H. 1998. Descripción geológica de la Hoja 3369-II Mendoza, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Boletín, nº 252: 75.

67. SESAME European Research Program 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations, measurements, processing and interpretation.

68. Silva, E. O., y otros 2013. Causas que motivan la amplificación sísmcia en Villa Marini, Godoy Cruz,Mendoza. Mendoza: CeReDeTeC, Regional Mendoza, Universidad Tecnológica Nacional (inédito).

69. Smalley, R., y Pujol J. 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric. Tectonics 12: 63-76.

70. Stewart, J. P., Liu A. H. y Choi Y. 2003c. Amplification factors for spectral acceleration in tectonically activities regions. Bull. Seism. Soc. Am.: 93,332-352.

71. Torres, J., Orosco L., Orosco M. H., Morales Soto J., Viramonte J. y Zapata Balanqué J. 2007. Microzonificación sísmica de la Ciudad de Salta. VII Encuentro de Investigadores y Profesionales Argentinos de la Construcción EIPAC 2007. Salta, Argentina: Mario W. E. Toledo.

72. Vázquez Rosas, R.,Aguirre González J., Horacio Mijares A., Garduño Monroy V. H., y Arreygue Rocha E. 2005. Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora Michoacan. XV Congreso de Ingeniería Sísmica. México: Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica.

73. Zhao, J. X. 2011. Comparison between Vs30 and site period as site parameter in ground-motion prediction equations for response spectra. 4th. IASPEI / IAEE International Syposium. Santa Barbara, California.

74. Zhao, J. X., y otros 2006b. An Empirical Site-Cassification Method for Strong-Motions Sation in Japan Using H/V Response Spectral Ratio. Bull. Seism. Soc. Am. 96, nº 3: 914-925.

75. Zhao, J. X., y otros 2006a. Attenuation relations of strong motion in Japan using site classification based on predominant period. Bull. Seismol. Soc. Am. 96, nº 3: 898-913.